

## الگوی لرزه‌زمین‌ساختی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس بین ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی

رضا حیدری<sup>۱</sup> و نوربخش میرزایی<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی- واحد علوم و تحقیقات- تهران، ایران  
<sup>۲</sup> دانشیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۷،۷،۶، پذیرش نهایی: ۸۷،۱،۵)

### چکیده

در این مقاله سازوکار حاکم بر دگرشکلی‌های تکتونیکی حال حاضر بخشی از مرز زاگرس و ایران مرکزی و ارتباط آنها با زمین‌لرزه‌های روی‌داده در طول گسل اصلی عهد حاضر بین ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی بر پایه اطلاعات و نظریه‌های موجود مورد بحث قرار گرفته و مدل‌های عرضه شده قبلی برای رویداد زمین‌لرزه و تحولات لرزه‌زمین‌ساختی آن، روزآمد و اصلاح شده است. گسل اصلی عهد حاضر زاگرس یک زون باریک متشکل از قطعات گسلی منفرد شکل گرفته در یک زون برشی راست‌گرد است که به صورت نردبانی (en echelon) آرایش یافته‌اند. در جنوب شرق آن فرونشست دشت سیلاخور زنجیره‌ای از جابه‌جایی‌های راست‌گرد را روی گسل دورود تجربه کرده است که در دوره زمانی دستگاهی، با رویداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر ۲۳ ژانویه ۱۹۰۹ با بزرگی  $M_s=7.4$  و ۳۱ مارس ۲۰۰۶ با بزرگی  $M_s=6.1$  همراه بوده است. در نواحی مرکزی گستره مورد بررسی، دشت نهاوند با دو گسل امتدادلغز نهاوند و گارون محدود شده است. جنبش گسل نهاوند، رویداد زمین‌لرزه‌های ۱۹۵۷/۱۲/۱۳ فارسینج نیز با جنبش بخش پنهان این گسل مربوط بوده است. در شمال غرب، گسل صحنه دارای امتداد استثنایی است و امتداد آن حدود ۲۰ درجه نسبت به سایر گسل‌های بررسی شده در این گستره اختلاف دارد. گسل صحنه در ناحیه ترافشارشی بین دو گسل نهاوند و مروارید به صورت ساخت درخت نخلی (tree structure) شکل می‌گیرد و زمین‌لرزه‌های تاریخی ویرانگر ۱۰۰۸/۴/۲۴ با بزرگی  $M_s=7.0$  و ۱۱۰۷ با بزرگی  $M_s=6.5$  و نیز زمین‌لرزه‌های دستگاهی ۲۰۰۲/۴/۲۴،  $M_w=5.4$  و ۲۰۰۲/۱۲/۲۴،  $M_w=5.2$  که زمین‌لرزه اول علی‌رغم بزرگی متوسط، تخریب گسترده‌ای را موجب شد، با جنبش قطعه دینور این گسل مرتبط بوده است. دیگر قطعات گسل اصلی عهد حاضر از جمله مروارید و پیرانشهر با رویداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر همراه نبوده‌اند. عملاً همه قطعات گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در سه دسته برشی‌های ریدل (گسل دورود، گسل نهاوند و گسل مروارید)، برشی‌های نوع P (گسل صحنه و گسل قیلاباد) و ساختارهای کششی (گسل قلعه‌حاتم، فرونشست دشت سیلاخور و نهاوند) قرار دارند. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های گذشته، به‌ویژه زمین‌لرزه‌های ۲۰۰۲/۴/۲۴ و ۲۰۰۲/۱۲/۲۴ که بر اثر جنبش قطعه دینور از گسل صحنه روی داده‌اند، شواهد روشنی از پدیده افراز در این گستره از زاگرس است.

واژه‌های کلیدی: گسل اصلی عهد حاضر زاگرس، فرار جانبی، پدیده افراز، برش‌های ریدل

## The seismotectonic model of main recent fault between 33 and 35°N

Heidari, R.<sup>1</sup> and Mirzaei, N.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ph D. Student of Geophysics, Islamic Azad University, Research and Science Branch, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 27 Sep 2008, Accepted: 24 Jan 2009)

## Abstract

The Zagros fold- thrust belt as a part of Alpine- Himalayan orogenic belt, is one of the most active continental collision zones on the earth, which extends from the Taurus mountains in south eastern Turkey to the Minab fault in the east of the Strait of Hormoz in southern Iran. Structurally, its formation is related to the continuing convergent movement between the Arabian plate to the southwest and the Central Iranian Microcontinent to the northeast, resulting from the north- northeastward drift of Afro- Arabia against Eurasia.

The northeastern boundary of the Zagros coincides with the Main Zagros Reverse Fault and the Main Recent Fault. The Main Zagros Reverse Fault has a NW- SE strike from western Iran to the area north of Bandar Abbas. To the northwest, the boundary feature consists of a series of right-lateral strike-slip faults called the Main Recent Fault. The Main Recent Fault is a major structure broadly parallel but quite distinct from and younger than the Main Zagros Reverse Fault which transects it in several places. Earthquakes of larger magnitudes mostly nucleate along different segments of the Main Recent Fault with a prominent northwest trending right-lateral strike-slip mechanism along the northeast margin of the Zagros ( For example, the Silakhor earthquake of 23 January 1909,  $M_s=7.4$ , on Dorud Fault segment, is the largest event recorded in the Zagros).

The most recent tectonic deformation, and in particular the seismicity along the MRF between latitudes 33 and 35°N, is summarized in the context of the seismotectonic history of the region. The relation between the seismicity and the individual fault segments forming the MRF is studied and interpreted in terms of a continuing right-lateral strike-slip deformation. The Main Recent Fault is not a single structure but a narrow zone formed by a succession of individual fault segments, often arranged in a right-lateral en-echelon pattern. Thus in the southeast, the subsidence of the Silakhor Valley, probably a consequence of Quaternary right-lateral movements on the Dorud fault and on small subparallel faults, was renewed during the 1909 and 2006 earthquakes. Near the center of the region, the Nahavand plain is similarly limited by two strike-slip faults, the Nahavand and Garun Faults, both of which were reactivated, at least along their northern sections, during the 1958/08/16 ( $M_s=6.6$ ) and 1963/03/24 ( $M_s=5.8$ ) earthquakes. In the northwest, the Sahneh Fault with a long history of seismic activity (the Dinavar earthquakes of 1008,  $M_s=7.0$ ; 1107,  $M_s=6.5$ ; and 2002/04/24 and 2002/12/24, by  $M_w=5.4$  and  $M_w=5.2$  respectively is characterized by its exceptional direction, which is at about 20° to the other faults studied here, but contained in a region limited by the extensions of the Nahavand and Morvarid Faults. Practically all these segments fall into the three categories of Riedel shears, P shears and tension structures. The Riedels which were formed during the first stages of the deformation are represented by the Dorud, Nahavand and the Morvarid Faults. The P shears, which were formed at a later stage in the structural evolution, are represented mainly by the three sections of the Sahneh Fault and Ghilabad Fault. The Sahneh Fault is a good example of Positive Flower Structure (palm-tree structure) on the MRF. The tension structures, of which the Qaleh Hatam Fault, and the subsidence of the Silakhor Valley and Nahavand plain are the best examples, are much shorter and less numerous, and seem to be located near the intersections of the Riedels and P shears. The partitioning of oblique regional convergence into effectively pure thrusting and pure strike-slip is the most likely explanation for the different mechanisms of the 2002 mainshocks on the Sahneh fault.

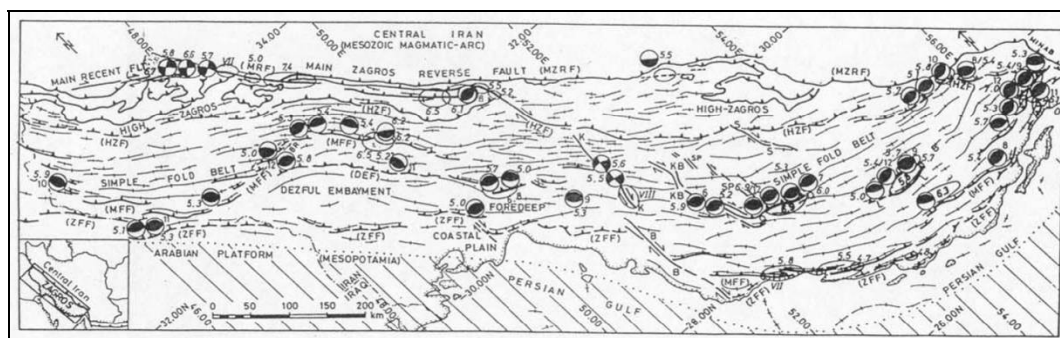
**Key words:** Main Recent Fault, Partitioning, Expulsion, P-Shears

## ۱ مقدمه

غرب ایران و در نواحی مرزی ایران و عراق به‌سوی جنوب شرق امتداد یافته است. بسیاری از محققان بر این عقیده‌اند که گسل اصلی عهد حاضر به‌سوی جنوب در عرض شمالی ۳۱ درجه محدود است (برای مثال: جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ جکسون و همکاران، ۱۹۹۵؛ بربریان، ۱۹۹۵)، اما شواهدی از جمله سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۶ آوریل ۱۹۷۱ (بیکر و همکاران، ۱۹۹۳)، نشان می‌دهد که این گسل می‌تواند به‌سوی جنوب گسترش بیشتری داشته باشد (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸).

زاگرس از دیدگاه لرزه‌خیزی بسیار فعال و زلزله‌خیزترین منطقه ایران است. بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ایران، که توسط شبکه‌های جهانی به ثبت رسیده‌اند، در گستره زاگرس روی داده است (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸). اغلب زمین‌لرزه‌های رخ داده در زاگرس دارای بزرگی‌های کوچک تا متوسط هستند. اگرچه مراکز زمین‌لرزه‌ها در همه نوار چین‌خورده-رانده زاگرس پراکنده است، مناطق مه‌لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر در امتداد زمین‌ریخت‌های خاصی قرار گرفته است. زمین‌لرزه‌های بزرگ زاگرس، عمدتاً روی قطعات گوناگون گسل اصلی عهد حاضر زاگرس روی داده‌اند و از بین زمین‌لرزه‌های سال‌های ۱۹۰۹ تا ۲۰۰۷ در این زون گسلی فقط زمین‌لرزه‌های ۲۳ ژانویه ۱۹۰۹ سیلاخور با بزرگی

فلات ایران به‌منزله بخش وسیعی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا در بین دو پهنه پایدار پرکامبرین عربستان و هرسینین اوراسیا (با نرخ همگرایی ۲۵ تا ۳۰ میلی‌متر در سال در راستای شمالی-جنوبی) (دیمتز و همکاران، ۱۹۹۴) قرار گرفته است. همگرایی صفحه عربستان و خردقاره ایران مرکزی با چین‌خوردگی‌های فراوان و سامانه‌های گسلی همراه است و عارضه‌های زمین‌ساختی شاخصی را به‌وجود آورده است که نوار چین‌خورده-رانده زاگرس نامیده می‌شود (شکل ۱). این نوار با طولی حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از کوه‌های تاروس در جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در شرق تنگه هرمز در جنوب ایران امتداد دارد (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸). مرز شمال شرقی نوار چین‌خورده-رانده زاگرس بر گسل اصلی معکوس زاگرس و گسل اصلی عهد حاضر زاگرس منطبق است (بربریان، ۱۹۹۵؛ میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸). گسل اصلی معکوس زاگرس دارای راستای شمال غربی-جنوب شرقی است که از غرب ایران تا گسل میناب ادامه می‌یابد و گسل اصلی عهد حاضر از سامانه‌ای از گسل‌های امتدادلغز راست گرد تشکیل می‌شود که عمدتاً موازی اما کاملاً متمایز از گسل اصلی معکوس زاگرس است که آن‌را در چندین محل قطع می‌کند (چالنگو و برو، ۱۹۷۴). گسل اصلی عهد حاضر زاگرس از نواحی مرئیوان در



شکل ۱. نقشه گسل‌های فعال و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های نوار چین‌خورده-رانده زاگرس (بربریان، ۱۹۹۵).

نشان دادند که کوتاه‌شدگی شمال شرقی - جنوب غربی کل رشته کوه تقریباً ۵۰ کیلومتر و برای زون چین خورده ساده زاگرس،  $20 \pm 70$  کیلومتر است. مک کواری (۲۰۰۴) نیز با اندازه‌گیری در منطقه چین خورده ساده و نیز زاگرس مرتفع، حدود  $20 \pm 70$  کیلومتر کوتاه‌شدگی را در راستای شمال شرقی - جنوب غربی پیشنهاد کرده است. ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) براساس اندازه‌گیری GPS در زاگرس، نرخ کوتاه‌شدگی فعال در طول جغرافیایی  $50^\circ E$  را  $2 \pm 6.5$  میلی‌متر در سال تعیین کرده‌اند.

بر پایه نظر ورنانت و چری (۲۰۰۶)، از آنجا که بلوک ایران مرکزی با نرخ تقریبی ۱۳ میلی‌متر در سال به سوی شمال نسبت به اوراسیا حرکت می‌کند و این میزان بین بلوک ایران مرکزی و صفحه عربستان به ۷ میلی‌متر در سال کاهش می‌یابد، دگرشکلی‌های بزرگی در منطقه شکل گرفته است. همگرایی بین صفحات عربستان - اوراسیا، با ضخیم‌شدن و انتقال جانبی پوسته تعدیل شده است که گسل اصلی معکوس زاگرس و گسل اصلی عهد حاضر زاگرس به ترتیب ریختارهای اصلی در ضخیم‌شدگی و انتقال جانبی در پوسته هستند. ساختارهای ترفشارشی (ارتفاعات موجود در زون گسلی صحنه) و تراکشی (دشت سیلاخور و دشت نهاوند) در گستره گسل اصلی عهد حاضر زاگرس به خوبی شکل می‌گیرد و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در نواحی گسل صحنه و گسل نهاوند دلالت بر پدیده افراز در این گستره دارد.

## ۲ زمین‌ریخت‌های مرتبط با گسل‌های امتدادلغز

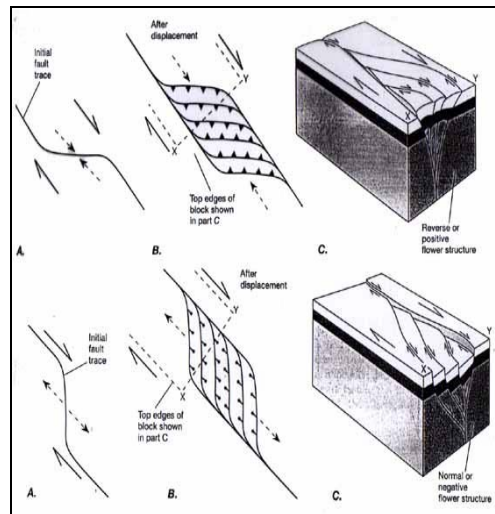
از ویژگی‌های گسل‌های امتدادلغز فعال، ایجاد سیمایهای زمین‌ریختی متنوع است. جنبش‌هایی که در طول گسل امتدادلغز صورت می‌گیرد، منجر به پدید آمدن ساختارهای ثانویه متعددی مانند حوضه‌های رسوبی، پشته‌های فشارشی و تنوعی از شکستگی‌ها و چین‌های با

$M_s=7.4$ ، ۱۶ اوت ۱۹۵۸ فیروزآباد نهاوند با بزرگی ۶٫۶  $M_s=$  و ۲۴ آوریل ۲۰۰۲ دینور صحنه با بزرگی ۵٫۴  $M_w=$  به طور مشخص با گسیختگی سطحی همراه بوده است (چالنگو و برو، ۱۹۷۴؛ آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ میرزائی، ۲۰۰۳). زمین‌لرزه ۲۳ ژانویه ۱۹۰۹ سیلاخور با بزرگی  $M_s=7.4$ ، بزرگ‌ترین زمین‌لرزه ثبت‌شده در زاگرس با ۴۵ کیلومتر گسیختگی سطحی است که بر اثر جنبش گسل دورود روی داده است. اگرچه در مناطق برخورد قاره‌ای زمین‌لرزه‌های نیمه عمیق (بین ۷۰ تا ۳۰۰ کیلومتر)، می‌توانند به صورت پراکنده اتفاق بیفتند (ریتر، ۱۹۹۰)، اما لرزه‌خیزی در زاگرس از نوع کم عمق است (جکسون و فیچ، ۱۹۷۹؛ بربریان، ۱۹۹۵؛ میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸؛ مگی و همکاران، ۲۰۰۰؛ طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴)، هر چند که اظهارات مغایری نیز وجود دارد (مولنار و چن، ۱۹۸۲). مدل‌سازی قابل اعتماد شکل موج (جکسون و همکاران، ۱۹۸۱؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ نی و برازنگی، ۱۹۸۶؛ بیکر و همکاران، ۱۹۹۳؛ مگی و همکاران، ۲۰۰۰)، نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های بزرگ در زاگرس معمولاً در ۸ تا ۱۵ کیلومتر فوقانی پوسته زمین نشئت می‌گیرند.

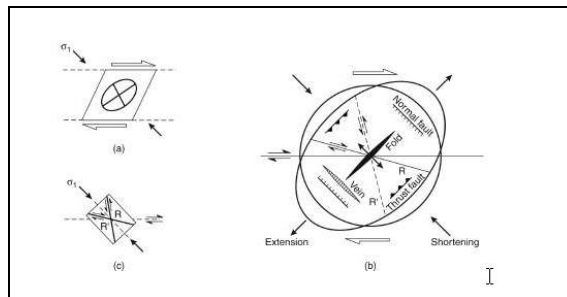
زاگرس منطقه وسیعی است که به طور پیوسته در معرض دگرشکلی فشاری و کوتاه‌شدگی پی‌سنگ ناشی از برخورد قاره‌ای عربستان - اوراسیا قرار گرفته است (مگی و همکاران، ۲۰۰۰). با این فرض که برخورد قاره‌ای از اوایل میوسن شروع شده است (رابرتسون، ۲۰۰۰)، تاتار و همکاران (۲۰۰۲)، با استفاده از اندازه‌گیری‌های GPS، نرخ همگرایی در امتداد NNE-SSW را در بخش مرکزی زون چین خورده ساده (در طول جغرافیایی  $52^\circ E$ )، حدود ۱۰ میلی‌متر در سال برآورد کرده‌اند. بلانس و همکاران (۲۰۰۳)، با فن توازن مقطع عرضی (balanced cross-section) در گستره بین  $32^\circ N$   $48.5^\circ E$  و  $33^\circ N$   $50^\circ E$

(ریدل، ۱۹۲۹؛ ویلوکس و همکاران، ۱۹۷۳؛ شکل ۳):  
 برش‌های ریدل (Riedel shears) (برش‌های نوع R نیز  
 نامیده می‌شوند)، که با راستای گسل اصلی زاویه‌ای حدود  
 ۱۵ تا ۲۰ درجه می‌سازند؛ برش‌های توأمان با گسل‌های  
 نوع R (Conjugate Riedel) (شکستگی‌های برشی R' نیز  
 نامیده می‌شوند)، که حالت لغزش روی این گسل‌ها  
 مخالف حالت لغزش روی گسل اصلی است و با زاویه ۷۵  
 درجه نسبت به راستای گسل اصلی قرار می‌گیرند؛  
 برش‌های نوع P (P-shears)، که زاویه ۱۰- درجه با گسل  
 اصلی می‌سازد و حالت لغزش روی آنها با حالت لغزش در  
 گسل اصلی یکسان است.

آرایش نردبانی در نواری نسبتاً باریک در سطح زمین  
 می‌شود. بسیاری از ساختارهایی که در سامانه گسل‌های  
 امتدادلغز ایجاد می‌شوند را می‌توان حاصل ترکیبی از برش  
 محض و برش ساده دانست که مؤلفه برش محض از  
 کشش و یا فشارش در عرض منطقه و مؤلفه برش ساده از  
 جنبش‌های امتدادلغز منطقه ناشی می‌شود. افزوده شدن  
 مؤلفه کششی در گستره گسل امتدادلغز تولید تراکشش و  
 غالباً باعث ایجاد ساختارهای گل لاله‌ای و افزوده شدن  
 مؤلفه فشارشی، موجب ترافشارش و ایجاد ساختارهای  
 درخت نخلی می‌شود (شکل ۲). شکستگی‌هایی که از  
 عملکرد گسل‌های امتدادلغز حاصل می‌شوند عبارت‌اند از



شکل ۲. ساختارهای مرتبط با گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد (تویس و مورس، ۱۹۹۲).



شکل ۳. الگوی ساختاری حاصل از عملکرد یک زوج برش ساده راست‌گرد (ویلوکس و همکاران، ۱۹۷۳).

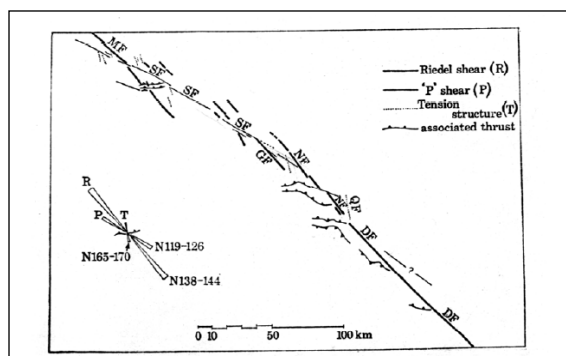
### ۳ گسل اصلی عهد حاضر زاگرس

گسل اصلی عهد حاضر زاگرس، مجموعه‌ای از گسل‌های امتدادلغز است که نخستین بار از سوی چالنگو و برو (۱۹۷۴) معرفی شد. قطعات گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی از جنوب شرق به سمت شمال غرب عبارت‌اند از (چالنگو و برو، ۱۹۷۴؛ شکل‌های ۴ و ۵): گسل دورود، گسل نهاوند، گسل گارون، گسل صحنه و گسل مروارید. گسل اصلی عهد حاضر زاگرس به سوی شمال غرب به صورت گسل پیرانشهر امتداد می‌یابد. در واقع، گسل اصلی عهد حاضر زاگرس یک زون باریک متشکل از قطعات گسلی منفرد با آرایش نردبانی (en-echelon) است که در یک زون برشی راست گرد بین ایران مرکزی و نوار چین خورده-رانده زاگرس شکل گرفته است. گسل اصلی عهد حاضر زاگرس، از نظر شواهد ریخت‌شناسی و ساختاری در گستره زاگرس کاملاً مشخص است و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و نیز پتانسیل لرزه‌خیزی آن کاملاً متمایز از کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس است (بربریان، ۱۹۹۵). قطعات دورود، نهاوند، صحنه این گسل نسبت به قطعات شمال غربی (گسل‌های پیرانشهر و مروارید) که در یک سکون لرزه‌ای قرار دارند، فعال‌تر هستند (چالنگو و برو، ۱۹۷۴؛ بربریان، ۱۹۹۵؛ میرزائی، ۲۰۰۳).

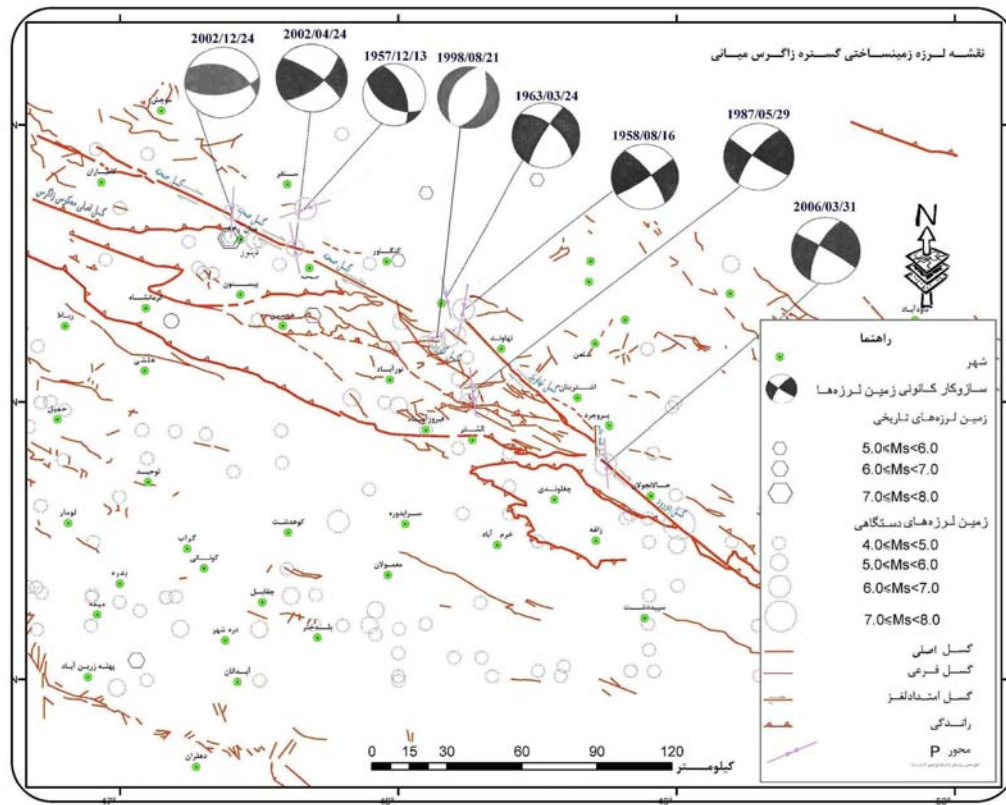
در مدل لرزه‌زمین‌ساختی عرضه شده با چالنگو و برو (۱۹۷۴)، قطعات متفاوت گسل اصلی عهد حاضر زاگرس

به سه گروه ۱. برش‌های ریدل، ۲. برش‌های P و ۳. ساختارهای کششی T دسته‌بندی شده است (شکل ۴) همان‌طوری که در شکل‌های ۵ و ۶ مشاهده می‌شود، برش‌های ریدل که در طی اولین مرحله دگرشکلی‌های تکتونیکی منطقه به وجود آمده‌است؛ به صورت قطعات گسلی نهاوند، دورود، مروارید و گارون ظاهر شده است (در شکل ۶ با رنگ سرخ مشخص شده‌اند). برش‌های P که در مرحله بعدی تکامل ساختاری و تحت تأثیر شکستگی‌های ریدل ایجاد شده است، به صورت گسل صحنه و قطعه گسلی قیلاباد ظاهر شده‌اند (در شکل ۶ با رنگ سبز مشخص شده‌اند).

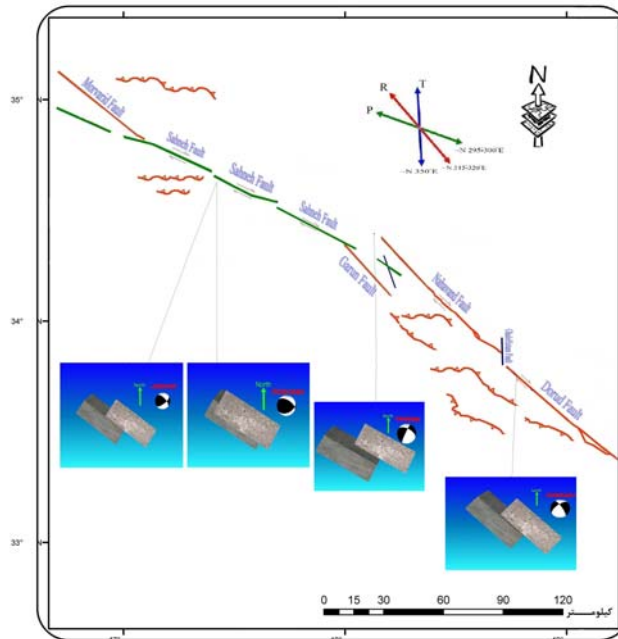
گسل قلعه حاتم شاخص‌ترین جلوه شکستگی‌های کششی منطقه (در شکل ۶ با رنگ آبی مشخص شده‌اند) است. (شکل‌های ۵ و ۶). همان‌طوری که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، وجود مؤلفه‌های کششی و یا فشارشی ناشی از جنبش امتدادلغز در همگرایی مایل باعث تشکیل حوضه‌های تراکشی (ناحیه بین گسل دورود و نهاوند)، ترفشارشی (ناحیه بین گسل نهاوند و مروارید) و پرتگاه‌های گسلی (روی گسل‌های دورود و صحنه) شده‌اند؛ به گونه‌ای که ساختارهای کششی گستره مورد بررسی به صورت فرونشست‌های دشت نهاوند و سیلاخور به همراه گسل نرمال قلعه حاتم و ساختارهای فشارشی به صورت پشته فشارشی بین گسل مروارید و نهاوند (نواحی صحنه و دینور) نمود یافته‌اند.



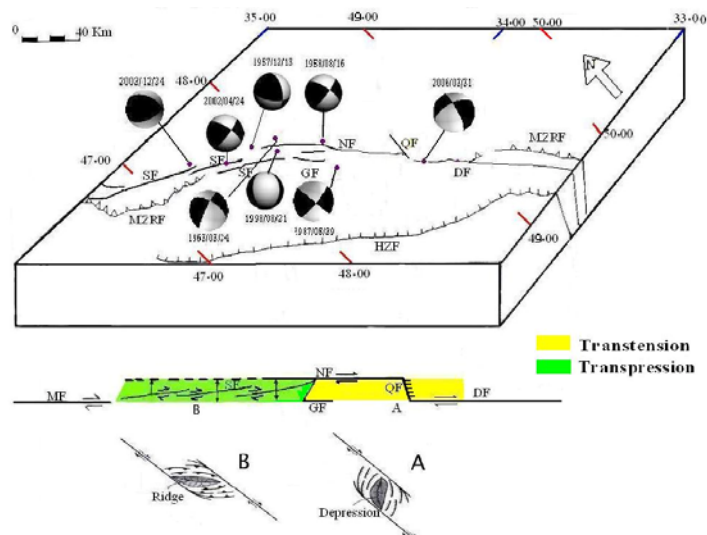
شکل ۴. مدل لرزه‌زمین‌ساختی گسل اصلی عهد حاضر (چالنگو و برو، ۱۹۷۴).



شکل ۵. نقشه لرزه زمین ساختی گستره زاگرس میانی.



شکل ۶. الگوی لرزه زمین ساختی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس.



شکل ۷. نمودار سه بعدی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس به همراه نمایش مناطق تراکشش (A، منطقه زرد رنگ)، و ترا فشارش (B، منطقه سبز رنگ). DF: گسل دورود؛ QF: گسل قلعه حاتم؛ NF: گسل نهاوند؛ GF: گسل گارون؛ SF: گسل صحنه؛ MZRF: گسل اصلی معکوس زاگرس؛ HZF: گسل زاگرس مرتفع (تصاویر دوبعدی سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها در شکل ۵ آمده است).

زاگرس چین خورده، که لااقل از ۷٫۲ تا ۸٫۱ میلیون سال پیش شروع شده است، فعال بوده باشد؛ نرخ لغزش طولانی مدت آن  $\sim 7$  میلی متر در سال بوده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۴).

#### ۴. لرزه زمین ساخت گسل اصلی عهد حاضر زاگرس

زمین لرزه‌های مکان‌یابی شده روی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس، ارتباط نزدیکی با قطعات تشکیل دهنده گسل نشان می‌دهند. در جنوب شرق گستره مورد تحقیق جنبش امتداد لغز راست گرد گسل دورود، موجب رویداد زمین لرزه ۲۳ ژانویه ۱۹۰۹،  $M_s=7.4$ ، شده است که با ۴۵ کیلومتر گسیختگی سطحی و جابه‌جایی قائم به میزان ۱ متر همراه بوده است (چالنگو و برو، ۱۹۷۴). قطعه گسلی دورود با راستای  $N315^\circ$  و طول حدود ۱۰۰ کیلومتر، احتمالاً توانمندترین قطعه گسل اصلی عهد حاضر زاگرس

طالبیان و جکسون (۲۰۰۲)، با بازسازی آبراهه‌ها و الگوهای زهکشی جابه‌جا شده در طول گسل اصلی عهد حاضر زاگرس جابه‌جایی راست گرد تقریباً ۵۰ کیلومتر و احتمالاً تا حدود ۷۰ کیلومتر در طول گسل اصلی عهد حاضر زاگرس را نشان دادند و با این فرض که جابه‌جایی در امتداد گسل اصلی عهد حاضر از ۳ تا ۵ میلیون سال پیش شروع شده است، نرخ لغزش افقی طولانی مدت حدود ۱۰ تا ۱۷ میلی متر در سال را برای آن پیشنهاد کرده‌اند. براساس مطالعات زمین‌شناسی روی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس، میزان لغزش افقی حدود ۶ میلی متر در سال از سوی بلیر (ورنانت و چری، ۲۰۰۶)، پیشنهاد شده است. ورنانت و همکاران (۲۰۰۴)، نرخ لغزش امتداد لغز در گسل اصلی عهد حاضر زاگرس را بر پایه اندازه‌گیری‌های GPS، حدود  $2 \pm 3$  میلی متر در سال برآورد کرده‌اند. اگر این گسل در طول مدت دگرشکلی

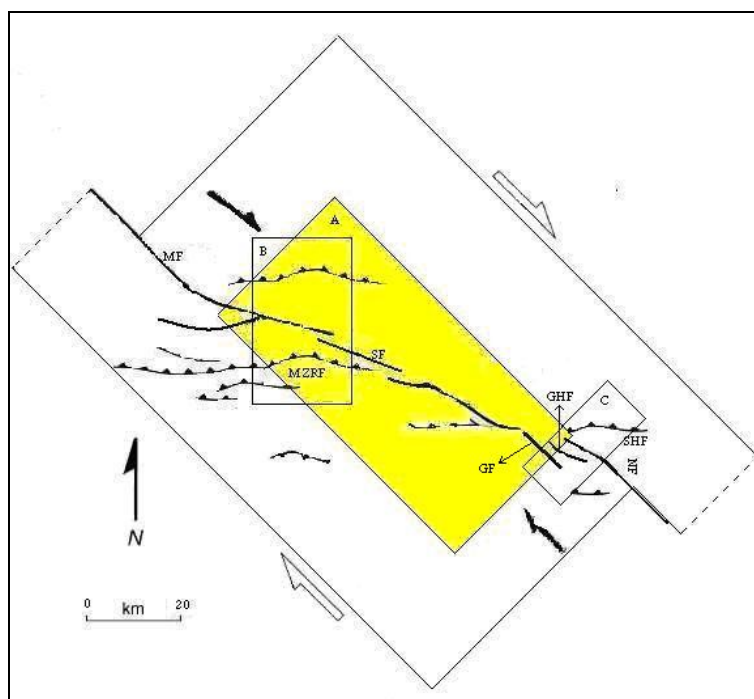


شمال غرب گسل نهاوند باشد (میرزائی و قیطانچی، ۲۰۰۲). گسل گارون، تقریباً به موازات گسل نهاوند است و در حاشیه جنوب غربی دشت نهاوند و به فاصله تقریبی ۱۰ کیلومتری از آن قرار دارد (شکل ۵). این گسل با طولی در حدود ۲۵ کیلومتر از منطقه ترناب در جنوب شرق شروع می‌شود و تا گسل صحنه در شمال غرب ادامه دارد (چالنگو و برو، ۱۹۷۴).

گسل صحنه با طول حدود ۱۰۰ کیلومتر و امتداد  $295^{\circ}N$  تا  $300^{\circ}N$ ، دو گسل گارون و مروارید را به یکدیگر وصل می‌کند (چالنگو و برو، ۱۹۷۴؛ میرزائی و قیطانچی، ۲۰۰۲؛ شکل‌های ۵ و ۸). چندین زمین‌لرزه بزرگ در ناحیه کرمانشاه روی این گسل روی داده است. رابطه بین زلزله‌خیزی و گسل صحنه به‌سادگی سایر قطعات گسل اصلی عهد حاضر نیست. گسل صحنه یک ساختار برشی مرتبه دوم (نوع P) است که جهت‌یافتگی آن در مقایسه با دیگر قطعات گسل اصلی عهد حاضر که اختصاصاً در حدود  $315^{\circ}N$  است؛ موقعیت استثنایی دارد (امتداد آن حدود ۲۰ درجه با امتداد سایر گسل‌های سامانه گسل اصلی عهد حاضر متفاوت است) (شکل ۶). تاریخ لرزه‌خیزی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس نشان می‌دهد که ناحیه بین دو گسل نهاوند و مروارید، محل مناسبی برای تجمع تنش‌های تکتونیکی است (ناحیه زردرنگ در شکل ۸). جنبش‌های تکتونیکی این گستره ترفشارشی باعث شکل‌گیری ساخت گلی از نوع ساختار درخت نخلی (شکل ۲)، به‌ویژه در گسل صحنه شده است. نمونه‌ای شاخص از ساخت نخلی در قطعه دینور از گسل صحنه توسط میرزائی و قیطانچی (۲۰۰۲) معرفی شده است. میرزائی و قیطانچی (۲۰۰۲)، با نصب شبکه موقت لرزه‌نگاری روشن ساختند که زمین‌لرزه‌های رخ داده در این ناحیه اساساً از عمق حدود ۱۰ کیلومتر ناشی می‌شوند.

است. همان‌طور که در شکل‌های ۵ و ۶ مشاهده می‌شود، این گسل در سمت شمال غرب با گسل تقریباً شمالی-جنوبی (راستای  $350^{\circ}N$ ) قلعه حاتم، از گسل نهاوند جدا می‌شود. تنها فعالیت مه‌لرزه‌ای گسل دورود از ۱۹۰۹ به بعد به زمین‌لرزه ۳۱ مارس ۲۰۰۶ درب آستانه سیلاخور با بزرگی  $M_w=6.1$  برمی‌گردد که با گسیختگی سطحی همراه نبوده است. پاکزاد و میرزائی (۱۳۸۶)، با برگردان خطی تانسور گشتاور زمین‌لرزه ۳۱ مارس ۲۰۰۶ سیلاخور، ۴۴ کیلومتر گسیختگی زیرسطحی را روی گسل دورود محاسبه کردند. گسل دورود در شمال غرب در نزدیکی بروجرد در محل برخورد با گسل قلعه حاتم خاتمه می‌یابد (چالنگو و برو، ۱۹۷۴؛ شکل ۵).

در نواحی مرکزی گستره مورد بررسی، دشت نهاوند با دو گسل امتدادلغز نهاوند و گارون (قارون) که بین سال‌های ۱۹۵۷ تا ۱۹۶۳ با جنبش زمین‌لرزه‌ای همراه بوده‌اند؛ محدود شده است. گسل نهاوند با راستای  $320^{\circ}N$  و طول بیش از ۵۵ کیلومتر، تقریباً به موازات گسل دورود قرار دارد که مسیر آن حدود ۳ کیلومتر به سمت شمال شرق جابه‌جا شده است (چالنگو و برو، ۱۹۷۴). رخداد زمین‌لرزه‌های ۱۳ دسامبر ۱۹۵۷ فارسینج با بزرگی  $M_s=6.7$  و سازوکار کانونی غالب معکوس، ۱۶ اوت ۱۹۵۸ نهاوند با بزرگی  $M_s=6.6$  و ۲۴ مارس ۱۹۶۳ کارخانه با بزرگی  $M_s=5.8$  و با سازوکارهای کانونی غالب امتدادلغز، شواهدی از لرزه‌خیزی شدید این منطقه از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی است که از میان آنها زمین‌لرزه ۱۹۵۸ نهاوند با گسیختگی سطحی همراه بوده است (شکل ۵). اگرچه برخی از محققان، گسل صحنه را مسبب رویداد زمین‌لرزه ۱۳ دسامبر ۱۹۵۷ فارسینج معرفی کرده‌اند؛ اما، این زمین‌لرزه به احتمال قریب به‌یقین روی گسلی پنهان رخ داده که ممکن است در امتداد به‌سوی



شکل ۸ گستره ترافشارش بین گسل نهاوند و مروارید، محدوده A؛ ناحیه فشارشی و مستعد برای به وجود آمدن ساختار گسلی، محدوده B؛ منطبق بر شکل ۱۰، محدوده C؛ منطبق بر شکل ۹. NF: گسل نهاوند؛ SHF: گسل شادمان؛ GHF: گسل قیلاباد؛ GF: گسل گارون؛ SF: گسل صحنه؛ MZRF: گسل اصلی معکوس زاگرس؛ MF: گسل مروارید.

امتدادلغز به موازات ساختارهای منطقه می شود؛ چنین پدیده ای افزایش نامیده شده است. افزایش در همگرایی مایل فرایند نادری نیست؛ هرچند که در مورد علت ایجاد آن ابهاماتی وجود دارد (جکسون و مکنتزی، ۱۹۸۴، پرستلی و همکاران، ۱۹۹۴).

شکل گیری گسل اصلی عهد حاضر زاگرس ناشی از همگرایی مایل صفحات عربستان و خردقاره ایران مرکزی است. در مراحل تکامل زون برخورد قاره به قاره زاگرس، به مرحله ای از تحول تکتونیکی رسیده ایم که فرار جانبی بین خردقاره ایران مرکزی و صفحه عربستان را موجب شده است که به صورت جنبش های امتدادلغز در گسل اصلی عهد حاضر زاگرس تجلی یافته است.

با توجه به حل سازوکار کانونی زمین لرزه های رخ داده در زون گسلی نهاوند (۱۹۵۷، ۱۹۵۸، ۱۹۶۳ و ۱۹۹۸) و

چالنگو و برو (۱۹۷۴)، این گسل را به سه قطعه جنوب شرقی، مرکزی و شمال غربی تقسیم کرده است که تقریباً طول های مساوی دارند. زمین لرزه های رخ داده روی قطعه گسلی دینور (قطعه مرکزی) با سازوکارهای غالب امتدادلغز و معکوس نشان دهنده پدیده افزایش در این سامانه گسلی است.

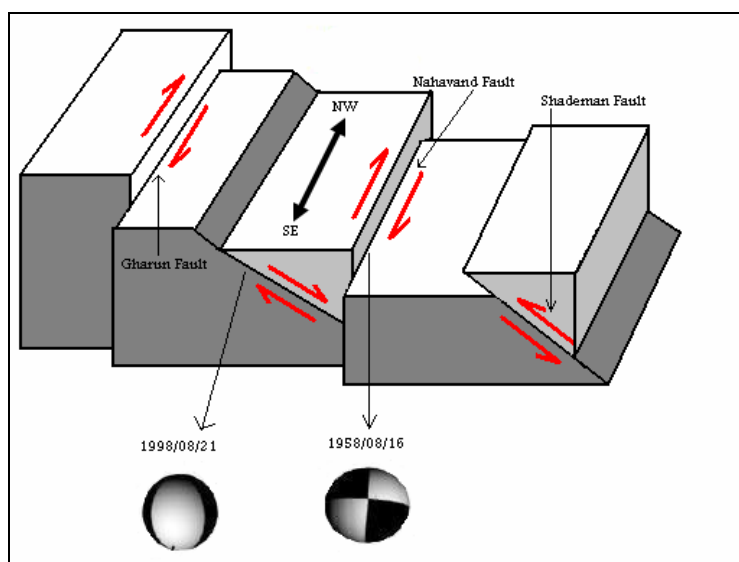
##### ۵ همگرایی مایل و پدیده افزایش در گستره مورد تحقیق

در مرزهای همگرایی صفحات وقتی که سنگ سپهر اقیانوسی کاملاً در گوشته زمین فرورانده می شود؛ دو قاره با همدیگر برخورد می کنند. همگرایی مایل دو بلوک که با دگرشکلی های شدید همراه است، باعث ایجاد گسلش معکوس عمدتاً عمود بر روند ساختارها و نیز گسلش

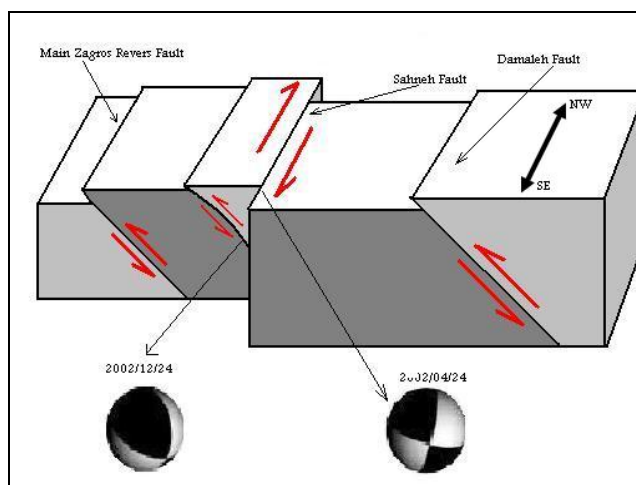
سازوکار غالب امتدادلغز با زاویه لغزش حدود ۱۶۳ درجه (که به آن گسیختگی سطحی استثنایی بیش از ۱۵ کیلومتر نسبت داده شده است (میرزائی و قیطانچی، ۲۰۰۲) و ۲۰۰۲/۱۲/۲۴ با سازوکار غالب معکوس و زاویه لغزش حدود ۱۰۵ درجه که در اثر جنبش قطعه دینور از گسل صحنه رخ داده‌اند، دلیل روشنی بر وقوع پدیده افراز در این سامانه گسلی از گسل اصلی عهد حاضر است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). در شکل ۱۰ چگونگی وقوع پدیده افراز روی گسل صحنه عرضه شده است و شکل ۱۱ مدل گسیختگی‌های مرتبط با زمین‌لرزه‌های آوریل و دسامبر سال ۲۰۰۲ روی گسل صحنه را نشان می‌دهد. زمین‌لرزه ۲۰۰۶/۳/۳۱ دورود نیز با زاویه لغزش حدود ۱۷۴- درجه، مؤلفه غالب امتدادلغز راست‌گرد را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). شواهد صحرایی منطقه رومرکزی زمین‌لرزه ۱۹۰۹ سیلاخور که به‌صورت فرونشست دشت سیلاخور تجلی یافته‌است، نشان‌دهنده وجود مؤلفه کششی در لغزش است (چالانکو و برو، ۱۹۷۴).

دیگر زمین‌لرزه‌های رخ داده در گستره مورد تحقیق (زمین‌لرزه‌های ۲۰۰۲ دینور صحنه) که وجود سازوکارهای کششی و فشارشی را در کنار گسلش‌های غالب امتدادلغز نشان می‌دهد (شکل‌های ۵، ۶ و ۱۰)؛ پدیده افراز به‌خوبی در این گستره مشهود است.

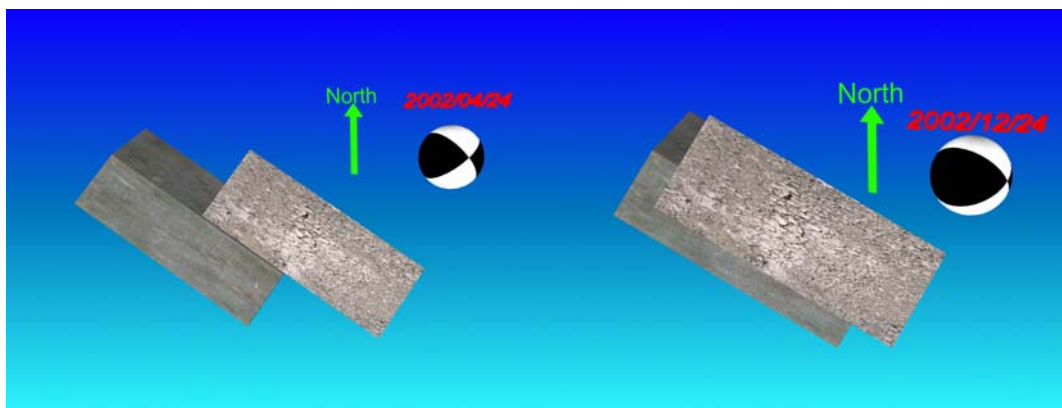
وقوع زمین‌لرزه‌های ۱۹۵۸/۸/۱۶ با سازوکار غالب امتدادلغز راست‌گرد و ۱۹۵۷/۱۲/۱۳ با سازوکار غالب معکوس (شکل‌های ۵ و ۹) روی گسل نهاوند، پدیده افراز در گسل اصلی عهد حاضر زاگرس را نشان می‌دهد. سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۱۹۹۸/۸/۲۱ با بزرگی ۵٫۰  $m_b =$  در زون گسلی نهاوند با حل تانسور ممان متمرکز هاروارد نشان‌دهنده گسلش نرمال است (شکل ۹). اگرچه حل تانسور ممان متمرکز قابلیت اعتماد لازم در تجزیه و تحلیل لرزه‌زین‌ساختی را ندارد (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸)؛ ولی، در یک زون برشی وجود چنین سازوکارهایی قابل انتظار است و وجود ساخت‌های کششی که باعث ایجاد دشت نهاوند شده است، مؤید آن است (شکل ۷). وقوع زمین‌لرزه‌های ۲۰۰۲/۴/۲۴ با



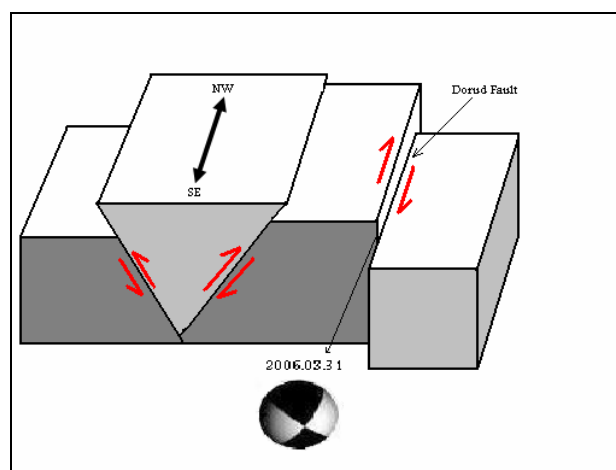
شکل ۹. نمایش سه‌بعدی چگونگی پدیده افراز روی گسل نهاوند، منطبق بر شکل C ۸ (فاقد مقیاس؛ شکل دوبعدی سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها در شکل ۵ نمایش داده شده است).



شکل ۱۰. نمایش سه بعدی چگونگی پدیده افزایش روی گسل صحنه، منطبق بر شکل B A (فاقد مقیاس؛ شکل دوبعدی سازوکارهای کانونی زمین لرزه‌ها در شکل ۵ نمایش داده شده است).



شکل ۱۱. مقایسه نحوه گسیختگی گسل صحنه، در زمین لرزه‌های ۲۰۰۲/۰۴/۲۴ و ۲۰۰۲/۱۲/۲۴.



شکل ۱۲. مدل ساختاری سه بعدی گسل دورود و دیگر گسل‌های پیرامون آن (فاقد مقیاس؛ شکل دوبعدی سازوکار کانونی زمین لرزه در شکل ۵ نمایش داده شده است).

## نتیجه‌گیری

چالنگو و برو (۱۹۷۴)، اولین بار مدل لرزه‌زمین‌ساختی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس را مطرح کردند. اگرچه این مدل بسیار ارزشمند است و به نحو مناسبی با تکتونیک لرزه‌زمین‌ساخت گستره مورد تحقیق انطباق دارد؛ اما، بعد از گذشت بیش از سه دهه و با به‌دست آمدن اطلاعات فراوان در این زمینه، تعدیل مدل‌های مطرح شده ضرورت یافت.

قطعات گسل اصلی عهد حاضر زاگرس بین ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی، الگوی هندسی تکامل‌یافته ساختاری یک منطقه برشی امتدادلغز راست‌گرد را نشان می‌دهد که در این قطعات سه مرحله تغییر شکل برش‌های ریدل (گسل‌های دورود، نهاوند و مروارید)، برش‌های P (گسل صحنه و قطعه گسلی قیلاباد) و ساختارهای کششی (گسل قلعه‌حاتم، فرونشست دشت سیلاخور و فرونشست دشت نهاوند)، ایجاد شده است. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های مرتبط با جنبش گسل صحنه و شواهد زمین‌ریختی موجود، گویای شکل‌گیری ساختار گلی از نوع درخت نخلی است که بر پایه آن تنوع سازوکارهای فشاری و امتدادلغز راست‌گرد موجود قابل توجیه است. به همین صورت وجود نواحی فروافتاده دشت نهاوند، حاصل شکل‌گیری ساخت گلی از نوع گل لاله‌ای است که تنوع سازوکارهای امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه نرمال را موجب شده است. فروافتادگی دشت سیلاخور با وجود مؤلفه نرمال روی گسل امتدادلغز راست‌گرد در سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۲۰۰۶/۳/۳۱ نیز مؤید شکل‌گیری ساخت گل لاله‌ای در گستره دورود است. وجود سازوکارهای امتدادلغز و شیب‌لغز، به‌ویژه در زمین‌لرزه‌های مرتبط با گسل صحنه و نهاوند، دلیل روشنی بر وجود پدیده افراز در گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در اثر همگرایی مایل میان ایران مرکزی و زاگرس است.

## منابع

- پاکزاد، م، و میرزائی، ن، ۱۳۸۶. بررسی سازوکار کانونی زلزله ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور. مجله فیزیک زمین و فضا، (۳)، ۳۳، ۷۳ - ۸۶
- Allen, M. B., Jackson, J. and Walker, R., 2004, Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of the short-term and long-term deformation rates. *Tectonics.*, **23**, TC2008, doi: 101029 / 2003TC001530.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982, A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, New York, 219 pp. USA.
- Baker, C., Jackson, J. and Priestley, K., 1993, Earthquakes on the Kazerun line in the Zagros mountains of Iran: Strike-slip faulting within a fold and- thrust belt. *Geophys. J. Int.*, **115**, 41-61.
- Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics.*, **241**, 193-224.
- Blance, E. J. P., Allen, M. B., Inger, S. and Hassani, H., 2003, Structural Styles in the Zagros Simple Folded zone, Iran. *J. Geol. Soc. London.*, **160**, 401-412.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Jackson, J. A. and Fitch, T. J., 1979, Seismotectonic implications of relocated aftershock sequences in Iran and Turkey, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **57**, 209-229.
- Jackson, J. A., Fitch, T. J. and McKenzie, D. P., 1981, Active thrusting and the evolution of the Zagros fold belt, in: McClay, K. R. and Price, N. J. (eds.), *Thrust and Nappe Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **9**, 371-379.
- Jackson, J. A., Haines, J. and Holt, W., 1995, The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15205-15219.
- Jackson, J. A. and McKenzie, D. P., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **77**, 185-264.
- Maggi, A., Jackson, J., Priestley, K. and Baker, C., 2000, A re- assessment of focal depth

- reappraisal of earthquake focal mechanism and active shortening in the Zagros mountains in Iran. *Geophys. J. Int.*, **156**, 506-526.
- Tartar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M. and Chery, J., 2002, The present-day deformation of the Central Zagros from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(19), 1927, doi: 10.1029/2002GL015427.
- Tchalenko, J. S. and Braud, J., 1974, Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35°N, *Philos. Roy. Soc. Lond.*, **227**, 1-25.
- Twiss, R. J. and Moores, E. M., (Ed), 1992, *Structural Geology*: New York, W. H. Freeman and Company, 532p.
- Vernant, P. and Chery, J., 2006, Mechanical modeling of oblique convergence in the Zagros, Iran. *Geophys. J. Int.*, **165**, 991-1002.
- Vernant, P., Nilforoushan, F. and Hatzfeld, D., 2004, Present- Day Crustal Deformation and Plate Kinematics in the Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman. *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. and Seely, D. R., 1973, Basic wrench tectonics. *AAPG Bull.*, **57**, 74-96.
- distributuions in southeran Iran, the Tien Shan and northrn Indian: DO earthquakes really occur in the continental mantal? *Geophys. J. Int.*, **143**, 629- 661.
- McQuarie, N., 2004, Crustal scale geometry of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *J. Struct. Geol.*, **26**, 519-535.
- Mirzaei, N., 2003, The most recent period of seismic activity in Dinavar segment of Main Recent Fault, Zagros mountains of western Iran. *IUGG 2003, Suppro, Japan, Abstracts*, P.B466.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. *J. Earthquake Pred. Res.*, **7**, 465-495.
- Mirzaei, N. and Gheitanchi, M. R., 2002, Seismotectonics of Sahneh fault, middle segment of Main Recent Fault, Zagros Mountains, Western Iran. *J. Earth Space Phys.*, **28**(2), 1-8.
- Molnar, P. and Chen, W. P., 1982, Seismicity and mountain building, in: *mountain building Processes*, Hsued, K. J. (ed.), Academic Press, 41-57.
- Ni, J. and Barazangi, M., 1986, Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas, *J. Geophys. Res.*, **91**, 8205-8218.
- Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J., 1994, Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophys. J. Int.*, **118**, 111-141.
- Reiter, L., 1990, *Earthquake hazard analysis: issues and insights*, Columbia University Press, New York. USA.
- Ridel, W., 1929, *Zar mechanic geologischer brucherscheinungen zentralblatt fur mineralogie geologie and Paleontologic Abhandlung.*, **3**, 354- 368.
- Robertson, A. H. F., 2000, Mesozoic-Tertiary tectonic sedimentary evolution of a Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, in *tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*, edited by E. Bozkurt, J. A. Winchester, and J. D. A Piper. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **173**, 97-138.
- Talebian, M. and Jackson, J.A., 2002, Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for late Cenozoic tectonics of the Arabia- Eurasia collision zone, *Geophys. J. Int.*, **150**, 422-439.
- Talebian, M. and Jackson, J. A., 2004, A